

TECTONIQUE ACTIVE EN EQUATEUR: EBAUCHE D'UNE NOUVELLE INTERPRETATION GEODYNAMIQUE

*Thierry Winter**
*Alain Lavenu ***

Résumé

Les premiers résultats de l'analyse des déformations récentes en Equateur permettent de caractériser le champ de contrainte et d'ébaucher une nouvelle interprétation géodynamique de cette partie des Andes. Nous proposons que l'interaction des effets d'une haute topographie compensée, de la subduction de la jeune lithosphère océanique, formée à la dorsale Cocos-Nazca, sous le matériel d'origine océanique constituant la côte équatorienne et colombienne, et d'une convergence oblique, induise le champ de contrainte qui se développe dans les Andes septentrionales et soit responsable de leur migration vers le nord. Dans un tel contexte de subduction, une partie de ce mouvement est amortie par les plis et chevauchements des Ceintures Déformées Sud-Caraïbes et de Panama. Les Andes septentrionales, l'Amérique centrale et la lithosphère océanique qui constitue le domaine Caraïbe pourraient être considérées comme une seule et même entité.

Resumen

Los primeros resultados del análisis de las deformaciones recientes en Ecuador permiten caracterizar el estado de los esfuerzos cuaternario y dar un bosquejo de una nueva interpretación geodinámica de esta parte de los Andes. Proponemos que la interacción de los efectos de una alta topografía compensada, de la subducción de la joven litósfera oceánica, formada en el rift Cocos-Nazca, abajo del material oceánico constituyendo la costa ecuatoriana y colombiana, y de una convergencia oblicua induce el estado de los esfuerzos presente en los Andes septentrionales y es responsable de su migración hacia el norte. En tal contexto de subducción, una parte de este movimiento está amortiguada por los pliegues y los sobrecabalgamientos de los Cinturones Deformados de Panamá y Sur-Caribe. Así, los Andes septentrionales, América central y la litósfera oceánica constituyendo la zona Caribe podrían ser considerados como una entidad única.

* IFEA-ORSTOM, Ap. Post. 6596 C.C.I., Quito, Equateur.
42, rue G. Clemenceau, 92170 Vanves, France.

** ORSTOM, Ap. Post. 6596 C.C.I., Quito, Equateur.
213, rue La Fayette, 75480 Paris cedex 10, France.

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 31092 ex A

Cpte : B

Abstract

A review of recent deformations in Ecuador and the characterization of the corresponding state of stress allow to propose a new geodynamic interpretation of the Northern Andes. We infer that the high topography, the subduction of the young oceanic lithosphere, formed at the Cocos-Nazca spreading rift, under the oceanic material of the Ecuadorian-Colombian coast, and the oblique convergence are responsible of the state of stress and the northward migration of Northern Andes. In such subductional context, a part of this motion could be accommodated by the folds and the thrusts of the Panama and South-Caribbean Deformed Belts. Thus, Northern Andes, Central America and the oceanic lithosphere of Caribbean area could be considered as a same entity.

I. INTRODUCTION

La tectonique récente des Andes Centrales est maintenant connue et expliquée [SOU-LAS, 1975; MEGARD & PHILIP, 1976; PHILIP & MEGARD, 1977; DALMAYRAC & MOLNAR, 1981; FROIDEVAUX & ISACKS, 1984; SEBRIER *et al.*, 1985; LAVENU, 1986; SEBRIER *et al.*, 1988]. Dans ces régions, le champ de contrainte actuel résulte de l'interaction d'une compression horizontale liée à la convergence des plaques Nazca et Amérique du Sud et d'un effet topographique dû à une compensation isostasique des masses lithosphériques. En Equateur, une tectonique en extension très importante est présente actuellement dans le Golfe de Guayaquil [MOBERLY *et al.*, 1982; BENITEZ, 1986]. Elle existe également dans la Cordillère du sud de l'Equateur (système de failles de Giron) [WINTER *et al.*, en prép.]. De plus, WINTER & LAVENU [1988, 1989] et AVOUAC & WINTER [en prép.] ont mis en évidence l'existence d'un grand système de failles actives décrochantes dextres partant du Golfe de Guayaquil et s'amortissant entre les Cordillères Occidentale et Orientale, au sud du volcan Chimborazo entre Riobamba et Ambato. Enfin au nord de ce volcan, un état de contrainte compressif avec σ_1 suivant une direction proche de E-W [LAVENU & WINTER, en prép.] est responsable de l'activation de failles inverses et de décrochements dextres dans la dépression inter-andine (fig. 1).

II. CHAMP DE CONTRAINTE QUATERNAIRE DES ANDES EQUATORIENNES

II.1. LES DEFORMATIONS EN EXTENSION DU SUD DE L'EQUATEUR

Dans la cordillère de l'Equateur méridional, les déformations récentes se sont produites le long d'accidents majeurs d'orientation N-S à N40°E qui ont contrôlé l'évolution géodynamique des bassins continentaux tertiaires (fig. 2) [NOBLET *et al.*, 1988; LAVENU *et al.*, en prép.]. Le développement de ces bassins sur décrochements fait suite à la collision et à l'accrétion de terrains exotiques d'origine océanique au cours du Crétacé terminal-Paléogène [FEININGER & BRISTOW, 1980; LEBRAT, 1985; LEBRAT *et al.*, 1985a; LEBRAT *et al.*, 1985b; MEGARD & LEBRAT, 1986; MEGARD *et al.*, 1987]. Ils s'ouvrent et fonctionnent tandis que se développe la subduction de la plaque océanique Farallon puis celle de la plaque Nazca. L'analyse sédimentologique et tectonique des bassins du sud de l'Equateur a permis de caractériser l'évolution du champ de contrainte responsable de leur fonctionnement depuis le Miocène inférieur jusqu'au Pliocène [NOBLET *et al.*, 1988; LAVENU *et al.*, 1989]. Il s'agit d'un régime décrochant puis compressif dont la contrainte principale compressive σ_1 subit une rotation progressive dans le sens horaire: σ_1 variant de N20°E lors de l'ouverture miocène à N110°E lors de la fermeture pliocène des bassins.

Au sud du bassin de Cuenca, l'analyse morphologique et structurale du système de Giron (fig. 2) permet de mettre en évidence son jeu récent et actuel en faille normale, compatible avec une contrainte principale σ_3 de direction proche de NW-SE (fig. 3) [WINTER

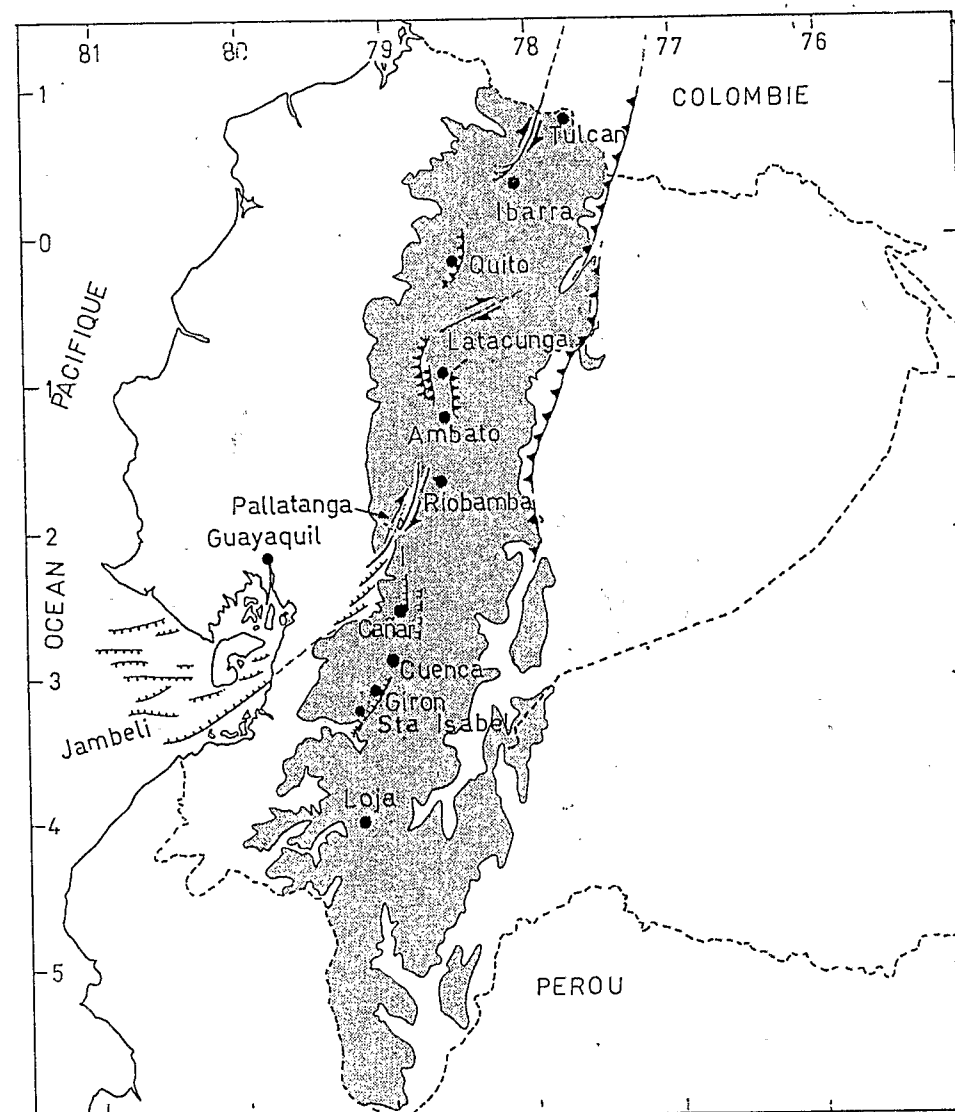


Figure 1.— Schéma structural des failles actives reconnues en Equateur. Le grisé indique les altitudes supérieures à 1200 m.

et al., en prép.; WINTER & AVOUAC, en prép.]. Un important changement de l'état de contrainte régional s'est donc produit au Pliocène terminal/Quaternaire ancien.

Le rejet topographique maximum observé peut être considéré comme une estimation du rejet vertical total minimum le long de la faille. Cette estimation ne prend en compte ni l'érosion du bloc soulevé, ni la sédimentation sur le compartiment abaissé. En considérant que cette tectonique en extension débute au Pliocène terminal, soit approximativement vers 2 Ma, une vitesse moyenne minimum de la composante verticale du déplacement sur le système de Failles de Giron peut être estimée à 0,5 mm/an. Cette vitesse n'est valable que pour les parties centrales,

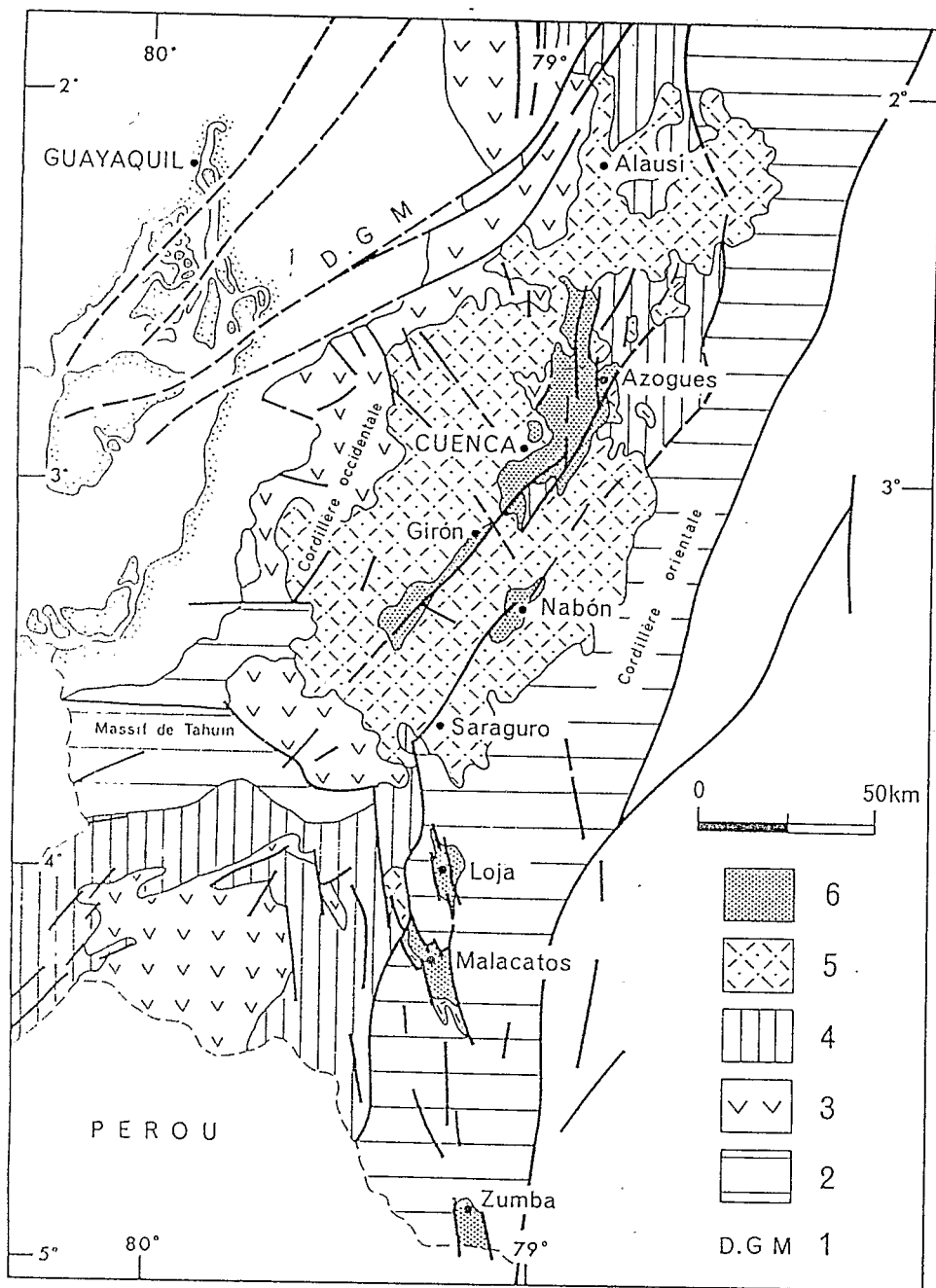


Figure 2.— Schéma structural du sud de l'Equateur [NOBLET *et al.*, 1988]. Les bassins tertiaires s'alignent sur les failles N170°E à N-S et N20°E à N40°E. 1. DGM: "Dolores-Guayaquil Megashear" (d'après LEBRAT *et al.*, 1985a); 2. Substratum pré-mésozoïque; 3. Arcs volcaniques d'âge crétacé (Formations Macuchi et Celica); 4. Dépôts volcano-détritiques et détritiques d'âge crétacé à éocène; 5. Formation Saraguro; 6. Sédiments tertiaires continentaux.

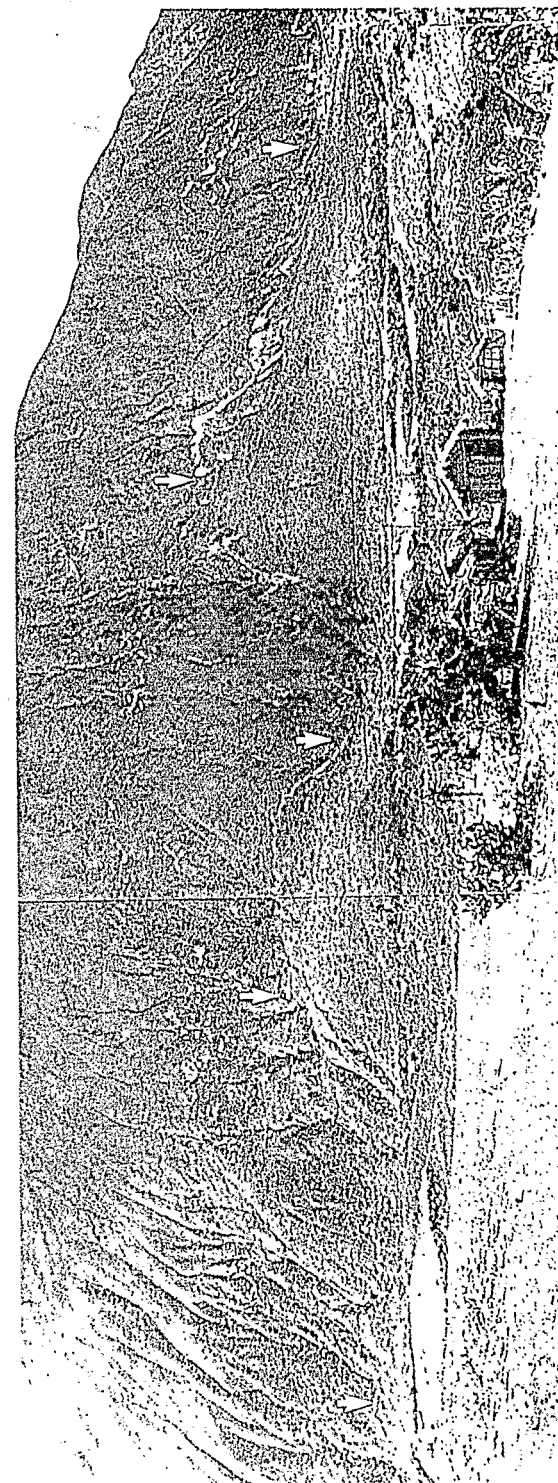


Figure 3.— Faille de Girón (vue vers l'est). Des ruptures de surface cumulées sont visibles à la base du front montagneux (flèches). Cet escarpement topographique est clairement convexe et présente des générations successives de facettes triangulaires.

plus actives, des segments de faille du système. L'analyse morphologique d'un escarpement de faille généré lors de séismes successifs sur l'un des segments de ce système, comparée aux travaux réalisés aux U.S.A. [WALLACE, 1977; NASH, 1984] a permis de déduire une vitesse du déplacement réel le long du plan de faille de $12,0 \pm 6,0$ mm/an pendant les 300 dernières années. Dans le cas extrême d'une réactivation totale du système de Failles de Giron, une magnitude maximum probable de 6.8–7.1 peut être envisagée [WINTER *et al.*, en prép.; WINTER & AVOUAC, en prép.].

Les données provenant de l'analyse structurale des failles dans la cordillère de l'Equateur méridional, ont permis de caractériser un état de contrainte de type extensif avec σ_3 suivant une direction N135°E–N145°E (fig. 4a). Cette tectonique en extension est également présente au nord du système de Failles de Giron. Cependant, les failles normales y sont moins importantes et semblent moins actives, telles les Failles de Cañar (fig. 2).

II.2. LE SYSTEME DE FAILLES DECROCHANT DEXTRE DU CENTRE DE L'EQUATEUR

Le système de Failles actif de Pallatanga débute dans le Golfe de Guayaquil avec une direction N50°E (fig. 1). Il limite le Graben Jambeli où plus de 4500 m de sédiments plio-quaternaires ont été reconnus [BENITEZ, 1986]. Dans la plaine côtière, le système est relayé par des failles normales disposées en échelon. Il coupe la cordillère occidentale en s'incurvant progressivement vers le nord et prend une direction N–S au sud du volcan Chimborazo.

Ce système correspond en fait à la réactivation de la partie méridionale de la suture créée lors de l'accrétion de l'Arc Macuchi au Crétacé supérieur [CAMPBELL, 1974; JUTEAU *et al.*, 1977; FEININGER & BRISTOW, 1980; LEBRAT, 1985; LEBRAT *et al.*, 1985a; LEBRAT *et al.*, 1985b; MEGARD & LEBRAT, 1986; MEGARD *et al.*, 1987].

Le décalage dextre de collines héritées de la dernière glaciation estimée à 12000 ans BP – 10000 ans BP a permis une évaluation de la vitesse du déplacement horizontal le long de ce système de l'ordre de $4,4 \pm 1,6$ mm/an (fig. 5) [WINTER & LAVENU, 1988; WINTER & LAVENU, 1989; AVOUAC & WINTER, en prép.]. Près du village de Pallatanga, un bassin de type "pull apart graben", long de 9 km, s'est développé entre deux segments de failles. Son ouverture est compatible avec un mouvement dextre le long des failles bordières orientées N25°E. En supposant un début de réactivation en mouvement dextre du système au Pliocène terminal, soit approximativement vers 2 Ma, on obtient une vitesse moyenne de déplacement horizontal de 4,5 mm/an.

L'analyse microtectonique de quelques sites le long du segment septentrional du système de Failles de Pallatanga met en évidence, soit un régime de contrainte décrochant extensif avec σ_3 proche de N–S et σ_1 proche d'E–W, soit un régime extensif, avec σ_3 proche de N–S et σ_1 vertical (fig. 4b). Ces résultats ne représentent qu'un état local de contrainte en surface. Par contre, l'étude morphologique des bermes et des collines déplacées, sur l'ensemble du segment, montre l'existence d'une composante inverse du mouvement (fig. 5 et 6). Cela signifie donc que l'état de contrainte en profondeur est du type décrochant compressif.

Ce segment septentrional du système de Failles de Pallatanga est très probablement la source du séisme majeur du 4 fév. 1797 (11 kms à Riobamba) [AVOUAC & WINTER, en prép.].

II.3. LES DEFORMATIONS EN COMPRESSION DANS LE NORD DE L'EQUATEUR

L'Equateur septentrional peut être divisé en trois zones principales caractérisées par une direction de raccourcissement proche d'E–W.

La zone s'étendant d'Ambato à Quito constitue le prolongement septentrional du système de Pallatanga. Dans le bassin de Latacunga, des flexures actives d'axe proche de N–S affectent le remplissage sédimentaire plio-quaternaire de la Vallée Interandine [LAVENU & WINTER, en prép.]. Plus au nord, la ville de Quito est construite sur une faille inverse d'orientation N–S à pendage vers l'ouest. La hauteur de l'escarpement de faille est d'environ 400 m et peut être considérée comme une estimation du rejet vertical total minimum le long de la faille. Cette estimation ne prend en compte ni l'érosion du bloc soulevé, ni la sédimentation sur le

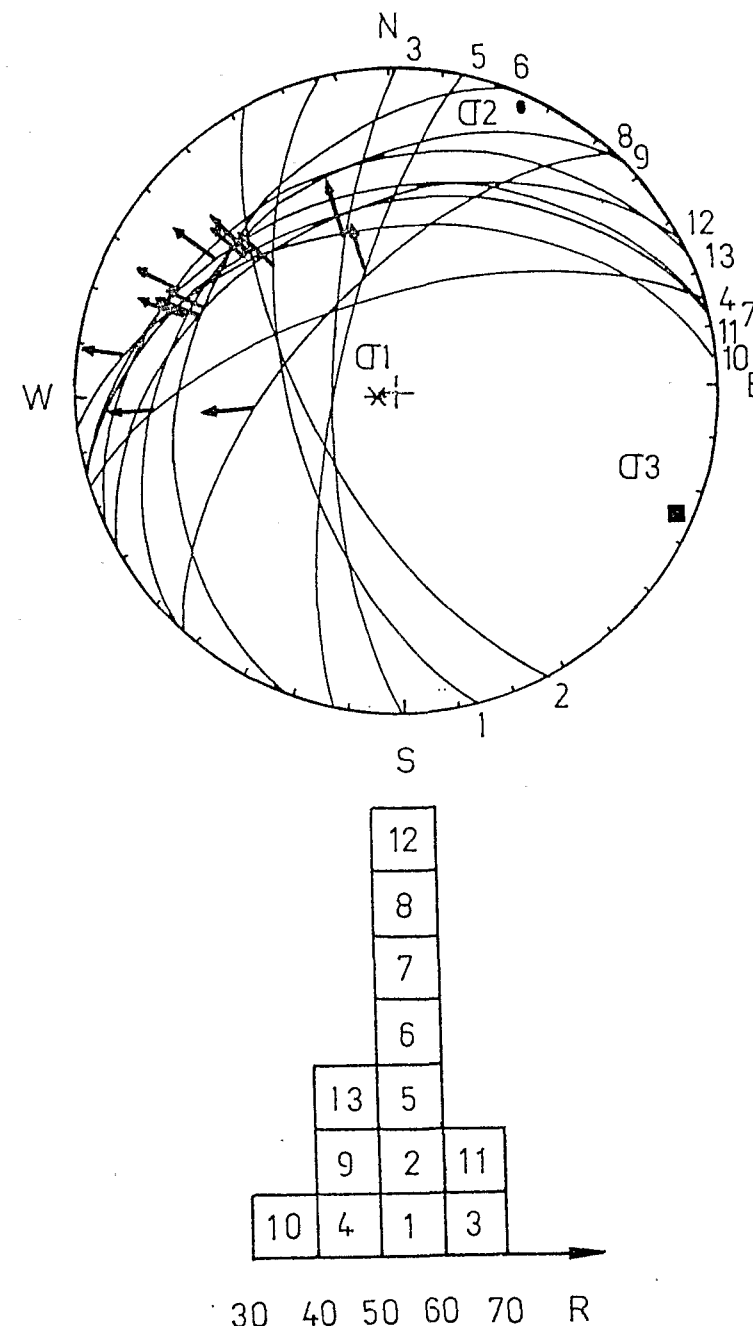


Figure 4a.— Diagramme stéréographique de la station microtectonique de la Faille de Giron et résultats du calcul d'inversion. L'histogramme du rapport de forme du tenseur (R) permet d'estimer la variabilité du rapport R liée à la situation superficielle des déformations.

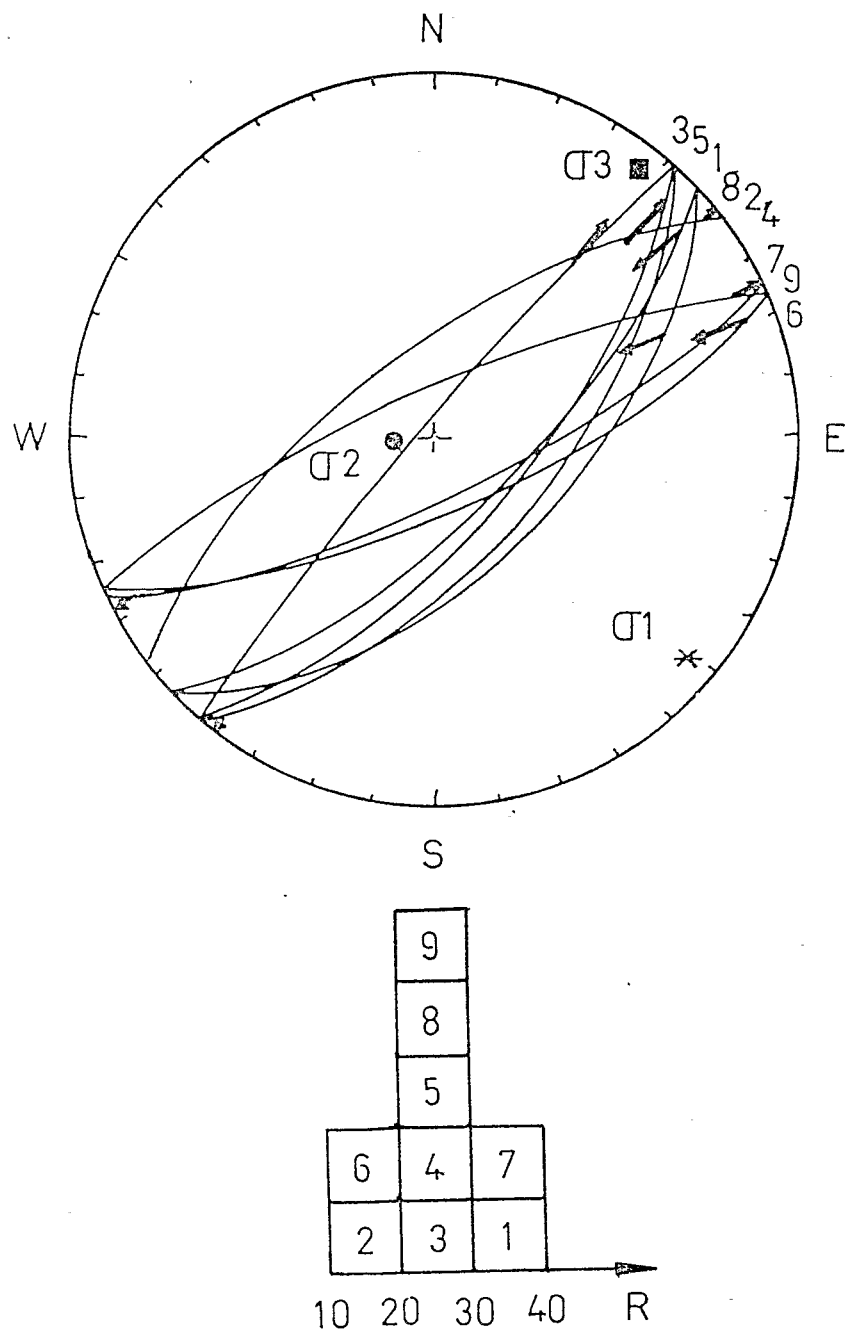


Figure 4b.— Diagramme stéréographique et histogramme de la station microtectonique du segment septentrional du système de Failles de Pallatanga et résultats du calcul d'inversion (même légende que la fig. 4a).



Figure 5.— Faille de Pallatanga (vue vers le nord à une altitude de 3650 m). Les collines et les cours d'eau perpendiculaires à la faille sont décalés en dextre d'environ 50 m.

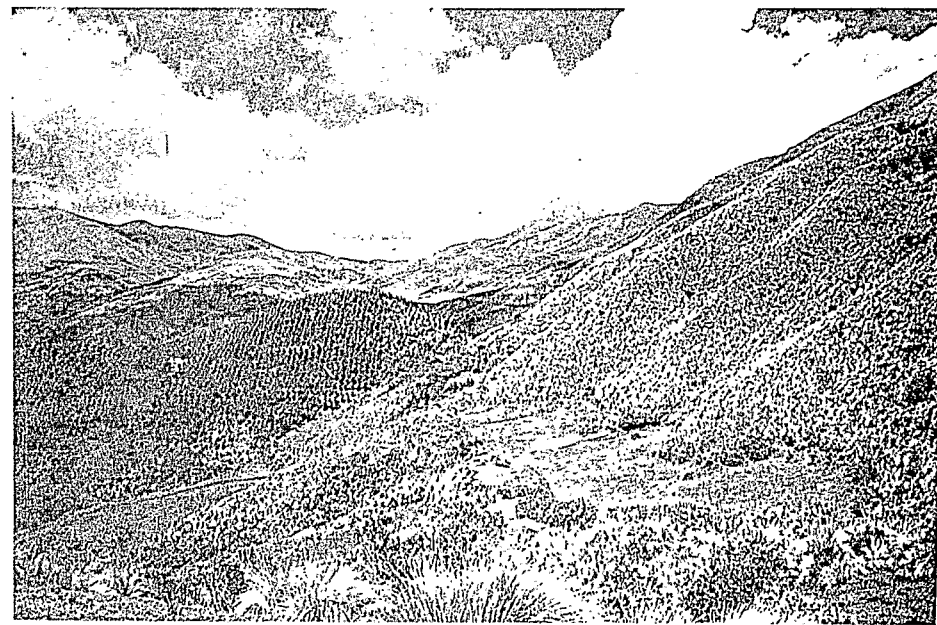


Figure 6.— Faille de Pallatanga (vue vers le NE à une altitude d'environ 3700 m). La composante inverse du mouvement sur cette faille à pendage NW est à l'origine de la formation de dépressions qui, remplies de sédiments, donnent naissance à des bermes.

compartiment abaissé. En considérant que cette tectonique en compression de direction de raccourcissement E-W débute au Pliocène terminal, soit approximativement vers 2 Ma, la vitesse moyenne minimum de la composante verticale du déplacement sur la Faille de Quito peut être estimée à 0,2 mm/an. Des failles normales de direction N-S, présentes au-dessus de cet accident majeur, affectent des tufs intercalés dans la Formation quaternaire Cangagua. Une telle extension superficielle associée à des failles inverses a déjà été mise en évidence sur de multiples accidents [PHILIP & MEGARD, 1977; PHILIP & MEGHRAOUI, 1980; MEGHRAOUI, 1982; MEYER & AVOUAC, en prép.] et expliquée soit en termes de glissements banc sur banc, soit en terme d'extension d'extrados, soit en terme de bifurcation de faille. Ce raccourcissement E-W est confirmé par un mécanisme au foyer en faille inverse pure calculé à partir de données microsismiques [BONAZ, comm. pers.].

Au sud de la frontière avec la Colombie, nous avons pu mettre en évidence, grâce à l'analyse morphologique, l'existence d'un grand décrochement de direction moyenne N10°E, probablement dextre, s'amortissant sur une structure en queue de cheval au nord-ouest de la ville d'Ibarra. Cet accident pourrait avoir été réactivé lors du grand tremblement de terre du 16 août 1868. L'épicentre de ce séisme se localise vraisemblablement au centre de la structure en queue de cheval. La réactivation d'un segment plus septentrional avait, la veille, détruit en partie le village d'El Angel, à 30 km au NNE d'Ibarra.

Dans la zone subandine du nord et du centre de l'Equateur, les mécanismes au foyer des séismes récents sont, d'après CIFUENTES et LYON-CAËN, (comm. pers.) en faille inverse pure.

II.4. CHAMP DE CONTRAINTE QUATERNAIRE EN EQUATEUR

Dans le centre et le nord de l'Equateur, la contrainte principale σ_1 est approximativement parallèle à la direction E-W de la convergence (fig. 7). Dans la zone subandine et dans la zone s'étendant d'Ambato à Quito, la contrainte principale intermédiaire σ_2 est horizontale suivant une direction N-S. Par contre, au nord d'Ibarra et au sud d'Ambato, c'est la contrainte principale σ_3 qui est horizontale et N-S. Dans le sud de l'Equateur, la contrainte principale σ_1 devient verticale tandis que la contrainte principale σ_3 prend une direction NW-SE (fig. 7).

III. INTERPRETATION GEODYNAMIQUE ET DISCUSSION

De chaque côté des Andes équatoriennes, c'est-à-dire au contact de la plaque Nazca et du continent sud-américain et dans la zone subandine, la sismicité et les déformations récentes [PENNINGTON, 1981; CIFUENTES & LYON-CAËN, comm. pers.] résultent d'une compression E-W, à peu près parallèle à la convergence des deux plaques.

Dans la chaîne de l'Equateur, deux régimes de contrainte différents sont présents. Dans le sud, les déformations quaternaires se produisent le long de failles normales (Failles de Giron) et sont compatibles avec une extension NW-SE. Dans le centre et le nord de l'Equateur, une compression E-W est à l'origine de la sismicité [PENNINGTON, 1981; BONAZ, comm. pers.] et de la réactivation de décrochements de direction oblique à la convergence (systèmes de Failles de Pallatanga et d'Ibarra) et de failles inverses perpendiculaires à cette convergence (Ambato-Quito) [LAVENU & WINTER, en prép.].

Une telle répartition des états de contrainte dans les Andes équatoriennes pourrait être liée à la fois à l'obliquité de la convergence, à un effet de haute topographie compensée et à la subduction d'une lithosphère océanique jeune.

III.1. ETAT DE CONTRAINTE: INTERACTION ENTRE UN EFFET DE HAUTE TOPOGRAPHIE COMPENSEE ET LA SUBDUCTION D'UNE JEUNE LITHOSPHERE OCEANIQUE

Dans les régions où existe un épaississement crustal, une tectonique en extension a été reliée à un effet de haute topographie [TAPPONNIER & MOLNAR, 1976; MOLNAR & TAPPONNIER, 1978; NI & BARAZANGI, 1978; DALMAYRAC & MOLNAR, 1981; TAPPONNIER *et al.*, 1981; CROSS & PILGER, 1982; SUAREZ *et al.*, 1983; FROIDEVAUX &

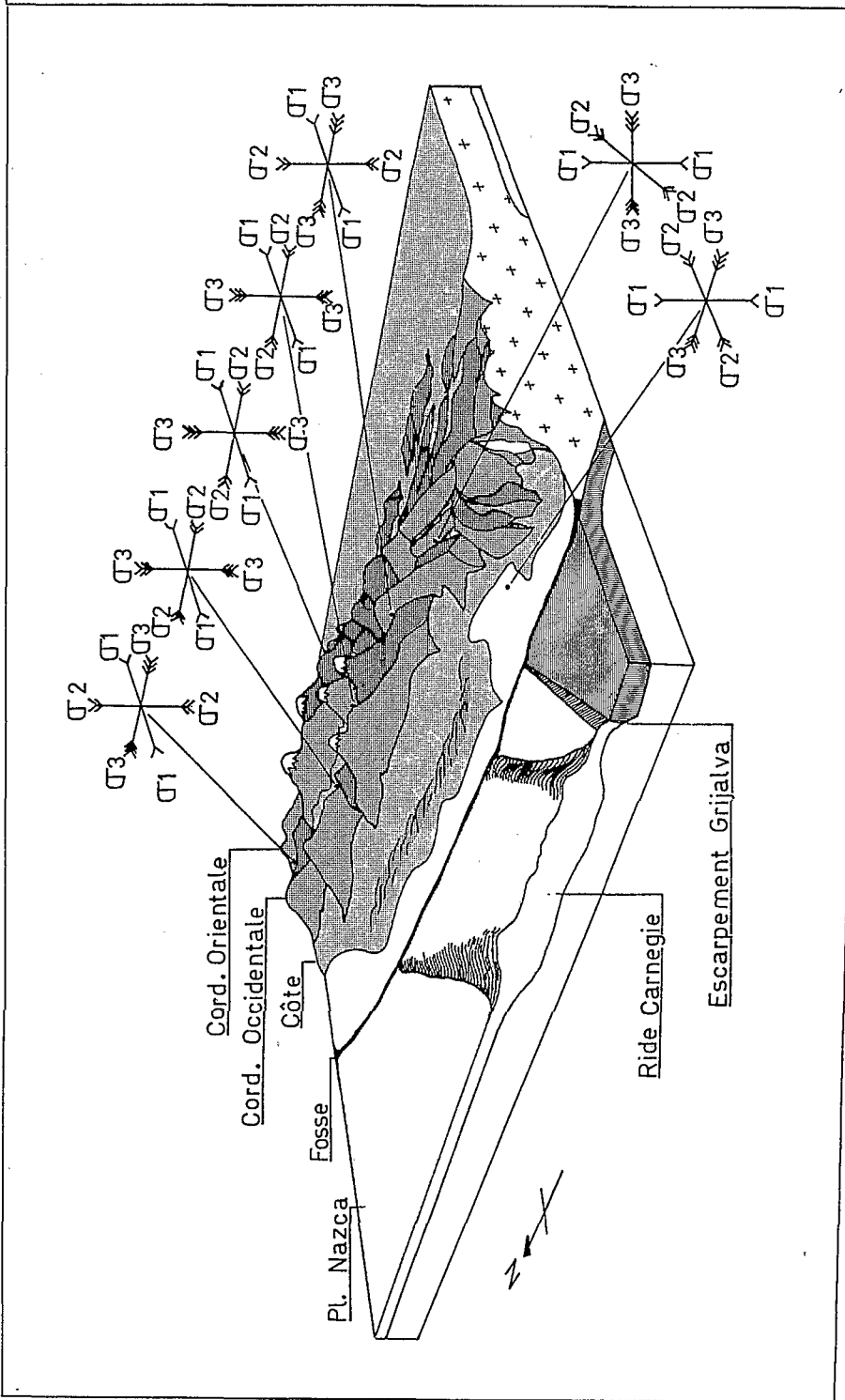


Figure 7.— Modèle de l'état de contrainte dans les Andes d'Equateur (voir explications dans le texte).

ISACKS, 1984; SEBRIER *et al.*, 1985; ARMIJO, 1986; ARMIJO *et al.*, 1986; LAVENU, 1986; SEBRIER *et al.*, 1988]. Par exemple, dans la Haute Chaîne des Andes centrales, une extension proche de N-S a été caractérisée (BONNOT, 1984; SEBRIER *et al.*, 1985; LAVENU, 1986; CABRERA *et al.*, 1987; SEBRIER *et al.*, 1988).

Cependant, dans les Hautes Andes du Pérou central [SEBRIER *et al.*, 1988], un état de contrainte différent résulte probablement de deux effets: 1) la faible pente du plan de Bénéioff qui implique vraisemblablement un couplage plus important entre les deux plaques; 2) une altitude moyenne plus basse que dans le reste des Andes centrales qui implique un effet de topographie plus faible. Ces deux effets cumulés tendent à favoriser l'établissement d'un état de contrainte intermédiaire plus compressif.

Les régimes de contrainte décrochant et compressif, présents dans la chaîne du centre et du nord de l'Equateur, peuvent être également expliqués par l'interaction d'un effet de haute topographie compensée et d'un couplage important dans la zone de subduction Equateur-Colombie.

III.1.1. Structure de la Plaque Nazca

Il est maintenant admis que la dislocation de la plaque Farallon en plaques Cocos et Nazca s'est produite à 26-25 Ma [HERRON, 1972; HANDSCHUMACHER, 1976; HEY, 1977; HEY *et al.*, 1977; MINSTER & JORDAN, 1978; WORTEL & CLOETINGH, 1981]. Une lithosphère océanique d'âge miocène, formée à la dorsale actuellement fossile des Galapagos, subducte dans la fosse du Pérou. Dans la fosse Equateur-Colombie, la croûte océanique qui subducte est plus jeune, ayant pris naissance dans la dorsale Cocos-Nazca. La limite entre ces deux lithosphères océaniques d'origine et d'âge différents est l'Escarpe de Grijalva qui pénètre obliquement dans la fosse au large du Golfe de Guayaquil (fig. 7).

Selon LONSDALE [1978], la Ride Carnegie, formée lors du passage de la plaque Nazca sur le point chaud des Galapagos [HEY, 1977], serait parvenue dans la fosse équatorienne au Pliocène terminal et aurait commencé à subduire durant le Pléistocène. La subduction de la partie récente de la plaque Nazca, en avant de la Ride Carnegie, aurait donc débuté vraisemblablement au début du Pliocène. D'autre part, l'étude du chimisme et de la répartition de l'activité volcanique en Equateur au cours du Plio-Quaternaire [BARBERI *et al.*, 1988] implique que du matériel issu de la Ride Carnegie était déjà remobilisé dans l'arc magmatique, il y a 2 millions d'années. La subduction de la nouvelle croûte océanique aurait donc débuté au moins au Pliocène, celle de la Ride Carnegie au Pliocène supérieur.

III.1.2. Topographie des Andes d'Equateur

Plusieurs profils ont été réalisés à travers les Andes d'Equateur suivant la méthodologie employée par SEBRIER *et al.* [1988] (fig. 8). Le centre de la chaîne a une altitude moyenne de 2600 à 2800 m. Par contre, le nord et le sud de la chaîne ont une altitude moyenne respective de 2000 m et de 2100 m. Ces altitudes moyennes, déduites des profils, montrent que les Andes d'Equateur ont une topographie plus faible que celle des Andes centrales (≈ 4000 m; SEBRIER *et al.*, 1988). En conséquence, l'effet de haute topographie devrait entraîner l'établissement d'un régime de contrainte intermédiaire décrochant compressif. Cela se vérifie dans le nord (Ibarra) et le centre (Latacunga-Pallatanga). Par contre, l'état de contrainte extensif quaternaire observé dans le sud, à une altitude moyenne de 2100 m (Santa Isabel), et de direction NW-SE, ne s'explique pas par l'interaction d'un effet de haute topographie compensée et d'un couplage important dans la zone de subduction.

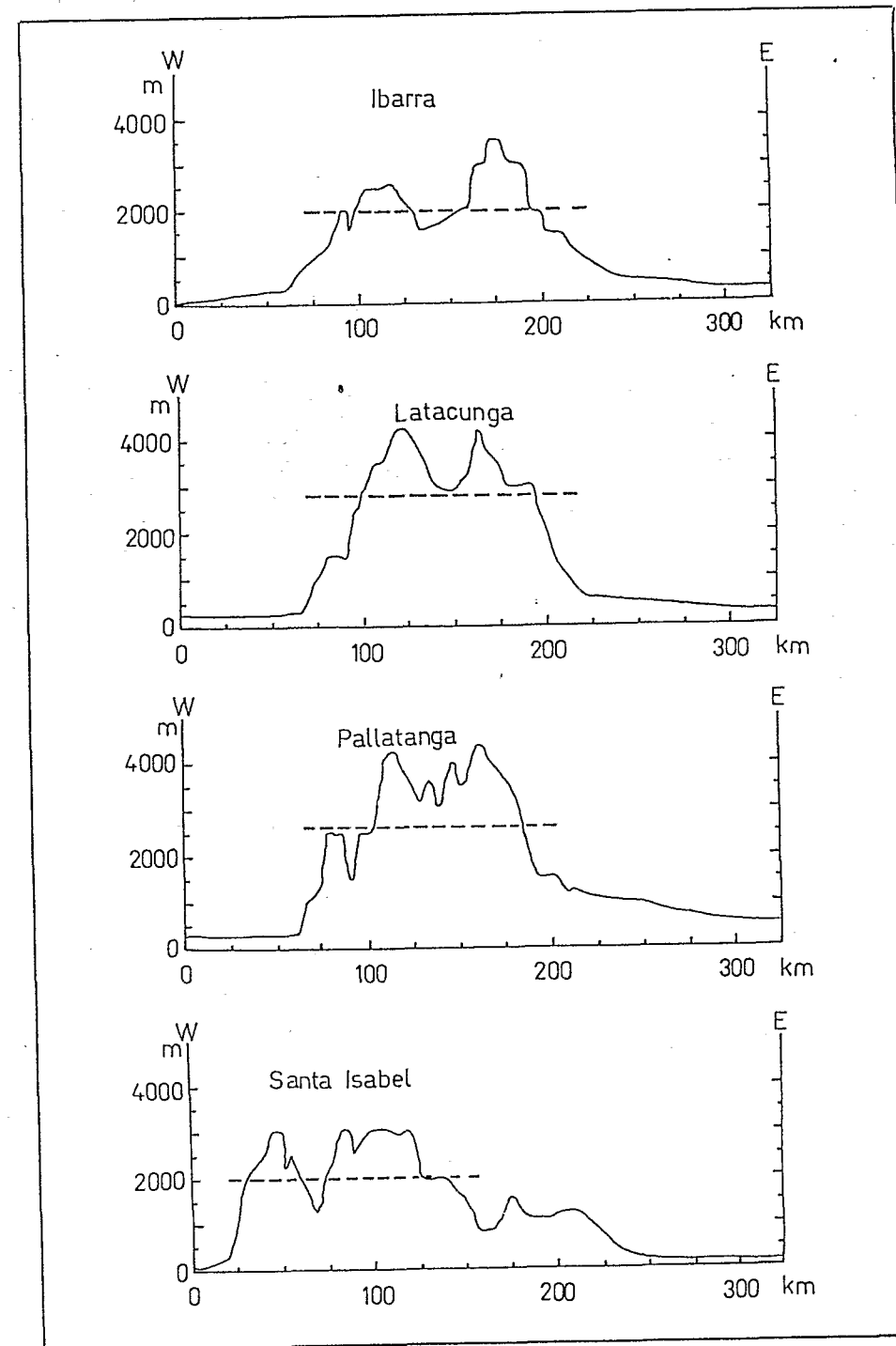


Figure 8.— Profils topographiques E-W réalisés à travers les Andes d'Equateur à partir de la carte topographique de l'IGM équatorien au 1/500,000 et passant par les villes d' Ibarra, Latacunga, Pallatanga, Santa Isabel (fig. 1). L'altitude moyenne de la chaîne a été déterminée en déplaçant une fenêtre longue de 50 km le long des profils avec un pas de 10 km. A chaque pas, l'altitude moyenne a été calculée en faisant la moyenne arithmétique de 6 valeurs contenues dans la fenêtre. La ligne pointillée représente la valeur moyenne de ces altitudes moyennes.

III.1.3. Etat de contrainte quaternaire

La topographie des Andes d'Equateur en moyenne moins haute que celle des Andes centrales et le couplage important entre la jeune lithosphère océanique et le matériel d'origine océanique dense et plus ancien constituant la côte équatorienne et colombienne [JUTEAU *et al.*, 1977; FEININGER & BRISTOW, 1980; LEBRAT, 1985; LEBRAT *et al.*, 1985a; LEBRAT *et al.*, 1985b; MEGARD & LEBRAT, 1986; MEGARD *et al.*, 1987] sont à l'origine de l'état de contrainte intermédiaire décrochant compressif présent dans le centre et le nord de la chaîne de l'Equateur. Ceci est en accord avec le modèle proposé pour le Pérou central par SEBRIER *et al.* [1985; 1988]. La réponse mécanique de la lithosphère continentale à cet état de contrainte donne davantage lieu à une réactivation d'accidents anciens qu'à la création de nouvelles fractures. Selon l'orientation des fractures préexistantes, la cinématique sera en faille inverse pour les fractures de direction proche de N-S (Latacunga, Quito), et en décrochement pour les fractures de direction NE-SW (Pallatanga, Ibarra).

Dans la zone subandine, où l'effet de topographie est absent, l'état de contrainte compressif ne dépend que des contraintes aux limites liées à la convergence.

Les sédiments plio-quaternaires impliqués dans les flexures du bassin de Latacunga [LAVENU et WINTER, en prép.] confèrent un âge quaternaire à cette tectonique. Le retard entre les premières manifestations de celle-ci et le début de la subduction de la partie récente de la plaque Nazca pourrait correspondre au temps nécessaire à l'enfoncement de la jeune lithosphère océanique pour que le couplage soit actif.

III.2. OBLIQUITE DE LA CONVERGENCE ET MIGRATION D'UN BLOC NORD-ANDIN VERS LE NORD

Une approche en terme d'effet topographique ne permet pas d'expliquer l'ouverture du Golfe de Guayaquil. De plus, cette ouverture débute au Miocène [BENITEZ, 1986], donc bien avant l'arrivée de la jeune lithosphère océanique dans la zone de subduction Equateur-Colombie. L'obliquité de la convergence [JARRARD, 1986a; 1986b] par rapport à la fosse pourrait être à l'origine de cette ouverture en provoquant la migration de la partie occidentale de l'Equateur vers le nord le long de décrochements dextres. L'existence de la migration d'un tel Bloc Nord-Andin vers le N-NE a déjà été proposée par CAMPBELL [1974], PENNINGTON [1981], BURKE & MANN [1982], MOBERLY *et al.* [1982], PINDELL & DEWEY [1982]. Ils expliquent cette migration en invoquant la collision, soit de la Ride Carnegie, soit de l'Arc de Panama, avec le continent sud-américain. Aucune de ces deux solutions n'est satisfaisante. En effet, si on ne peut nier ces deux phénomènes, les modèles de collision proposés pour l'Himalaya et pour les Alpes [MOLNAR & TAPPONNIER, 1975; TAPPONNIER & MOLNAR, 1976; TAPPONNIER, 1977; TAPPONNIER & MOLNAR, 1977; MOLNAR & TAPPONNIER, 1978; TAPPONNIER & MOLNAR, 1979; TAPPONNIER *et al.*, 1981; PELTZER *et al.*, 1982; TAPPONNIER *et al.*, 1982; TAPPONNIER *et al.*, 1986] montrent que les déformations liées aux collisions de la Ride Carnegie et de l'Arc de Panama n'affecteraient qu'une surface d'un à deux ordres de grandeur inférieurs à celle du Bloc Nord-Andin.

La force transmise par la convergence (N80°) à la bordure de plaque peut être décomposée en deux forces, l'une perpendiculaire à la direction du plan de Bénéioff, l'autre parallèle. La composante normale est alors prise en compte par la subduction tandis que la composante parallèle est accommodée par un système de failles décrochantes sur le continent. L'essentiel de la déformation liée à la composante parallèle se produit le long du système de Failles de Pallatanga [WINTER & LAVENU, 1988; WINTER & LAVENU, 1989; AVOUAC & WINTER, en prép.]. La réactivation en mouvement dextre de cette fracture permet la migration vers le nord du Bloc Nord-Andin et, par conséquent, l'ouverture du Golfe de Guayaquil.

III.3. EXTENSION DANS LE SUD DE L'EQUATEUR ET MIGRATION DU BLOC NORD-ANDIN

Dans la partie méridionale du bassin tertiaire de Cuenca, l'analyse morphologique et structurale du système de Failles de Giron (fig. 2) a permis de mettre en évidence son jeu récent et actuel en faille normale, compatible avec une contrainte principale σ_3 de direction proche de NW-SE (fig. 4a) [WINTER *et al.*, en prép.; WINTER & AVOUAC, en prép.]. Cet état de contrainte est lié à l'ouverture du Golfe de Guayaquil qui crée un bord libre vers lequel la partie méridionale de l'Equateur tend à fluer. Le passage d'une tectonique compressive [NOBLET *et al.*, 1988] à une tectonique en extension sur la Faille de Giron ne se produit qu'au Quaternaire. Alors que l'ouverture du Golfe se fait progressivement depuis au moins le Miocène, ce n'est qu'au Pliocène terminal que cette ouverture devient suffisante pour permettre le "fluage" du sud de l'Equateur vers le NE. Une telle dynamique du Golfe peut être mise en évidence par la rétrogradation d'ouest en est des sédiments miocènes à quaternaires [BENITEZ, 1986].

III.4. GEODYNAMIQUE GLOBALE DES ANDES SEPTENTRIONALES

A l'échelle des Andes septentrionales, l'interprétation géodynamique du Bloc Nord-Andin pose le problème de ses limites. Les données provenant de l'analyse structurale des failles et des mécanismes au foyer des séismes [SCHUBERT & SIFONTES, 1971; DEWEY, 1972; KAFKA & WEIDNER, 1981; PENNINGTON, 1981; SCHUBERT, 1981; BURKE & MANN, 1982; MOBERLY *et al.*, 1982; PINDELL & DEWEY, 1982; SOULAS & AGGARWAL, 1982; SOULAS *et al.*, 1982; AGGARWAL, 1983; SCHUBERT, 1984; GIRALDO, 1985; GALLARDO, 1985] permettent d'établir que le système de Failles de Bocono constitue la limite orientale du Bloc Nord-Andin. Par contre, il existe deux possibilités pour la limite septentrionale: a) soit la "Ceinture Déformée Sud-Caraïbes" au nord du Vénézuéla, interprétée par KELLOGG & BONINI [1982] et KELLOGG [1984] comme une zone de subduction; b) soit la subduction au large de l'Arc des Petites Antilles [WESTBROOK, 1975; ANDRIEFF *et al.*, 1979; BOUYSSSE & MARTIN, 1979; BOYNTON *et al.*, 1979]. Cette dernière solution implique de réunir le Bloc Nord-Andin et la plaque Caraïbe en une seule et même entité (fig. 9).

Au niveau de la "Ceinture Déformée Sud-Caraïbes", les vitesses de convergence proposées par KELLOGG & BONINI [1982] ($1,9 \pm 0,3$ cm/an) et MINSTER et JORDAN [1978] ($2,2 \pm 0,5$ cm/an) sont du même ordre de grandeur que celle proposée sur le système de Failles de Bocono ($\approx 1,0$ cm/an) par SCHUBERT & SIFONTES [1970]. Il est donc probable qu'une partie de la migration du Bloc Nord-Andin vers le nord soit amortie par les plis et chevauchements de la "Ceinture Déformée Sud-Caraïbes", l'autre partie de ce mouvement étant accommodée au niveau de la subduction des Petites Antilles. En effet, TALWANI *et al.* [1977], KELLOGG et BONINI [1982] et LADD *et al.* [1984] décrivent une importante déformation en plis et chevauchements, vers le nord et l'ouest, des sédiments tertiaires et quaternaires de la "Ceinture Déformée Sud-Caraïbes" sur la croûte océanique de la plaque Caraïbe.

En ce qui concerne la limite nord-occidentale du Bloc Nord-Andin dans la région de Panama, plusieurs modèles tectoniques ont déjà été proposés. En se basant sur la localisation des épicentres et sur les mouvements relatifs des plaques, JORDAN [1975] suggère que la frontière de plaques Caraïbe-Nazca soit une transformante sénestre située au sud de Panama. BOWIN [1976], en utilisant la gravimétrie, suggère que cette frontière soit localisée le long de la "Ceinture Déformée de Panama". Puis à la suite de KELLOGG & BONINI [1982], WORTEL [1986] suggère que la "Ceinture Déformée de Panama" soit une zone de subduction. MANN & BURKE [1984] proposent qu'une tectonique en décrochement soit présente dans la région de Panama avec une migration de ce bloc vers le NW par rapport à la marge colombienne. PENNINGTON [1981] propose que Panama soit une frontière diffuse dans laquelle la déformation sismique résulterait d'une compression E-W. Enfin, plusieurs auteurs proposent l'existence de microplaques [MORGAN, 1968; HEY, 1977; LONSDALE & KLITGORD, 1978; KELLOGG *et al.*, 1985; ADAMECK *et al.*, 1988].

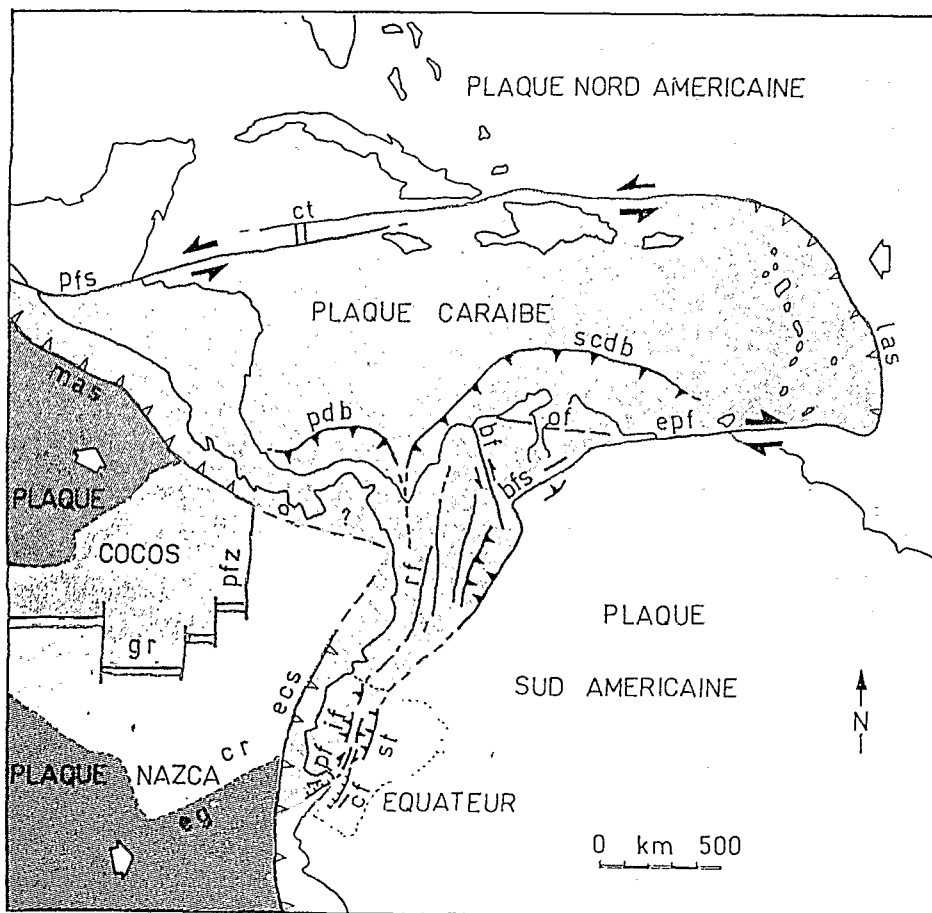


Figure 9.— Schéma géodynamique des Andes septentrionales et du domaine Caraïbe. *bf*: Faille de Bucaramanga; *bfs*: Système de Failles de Bocono; *ct*: Faille de Cuenca-Giron; *cr*: Ride de Carnegie; *ct*: Rift Cayman; *ecs*: Subduction Equateur-Colombie; *eg*: Escarpement de Grijalva; *epf*: Système de Failles d'El Pilar; *gr*: Rift des Galapagos; *if*: Failles inverses interandines; *las*: Subduction des Petites Antilles; *mas*: Subduction d'Amérique Centrale; *of*: Faille d'Oca; *pf*: Système de Failles de Pallatanga; *pfs*: Système de Failles de Polochic; *pfz*: Zone de fractures de Panama; *pdb*: Ceinture Déformée de Panama; *rf*: Faille de Romeral; *scdb*: Ceinture Déformée Sud Caraïbes; *st*: Chevauchements subandins.

L'explication de la tectonique de la région de Panama en termes de déplacements entre plaques rigides nécessite une multiplication de ces microplaques compliquant, voire rendant impossible la recherche d'une cohérence des mouvements de ces plaques. L'absence de séismes à une profondeur supérieure à 70 km sous la "Ceinture Déformée de Panama" ainsi que l'absence de volcanisme actif le long de l'Arc de Panama iraient à l'encontre de son interprétation comme une zone de subduction active. De plus, seule la partie orientale de la "Ceinture Déformée de Panama" est sismiquement active [ADAMECK *et al.*, 1988], ce qui suggère une direction de convergence vers le NE de l'Arc de Panama sur la croûte océanique caraïbe [BOWIN, 1976; SILVER *et al.*, 1985]. La "Ceinture Déformée de Panama" pourrait donc être interprétée

de la même façon que la "Ceinture Déformée Sud-Caraïbes", c'est-à-dire comme une zone d'accommodation de la migration du Bloc Nord-Andin. Cette hypothèse implique que la frontière septentrionale entre la plaque Nazca et le Bloc Nord-Andin soit localisée au sud de l'isthme de Panama. Elle pourrait être une faille transformante [JORDAN, 1975], une zone de déformation diffuse en décrochement [MANN & BURKE, 1984] ou les deux à la fois.

IV. CONCLUSION

L'état de contrainte décrochant compressif qui se développe dans les Andes du centre et du nord de l'Equateur est induit par l'interaction d'un effet de haute topographie compensée et de la subduction de la très jeune lithosphère océanique, formée à la dorsale Cocos-Nazca, sous le matériel d'origine océanique constituant la côte équatorienne. L'obliquité de la convergence par rapport à la fosse serait à l'origine de l'ouverture du Golfe de Guayaquil et de la migration du Bloc Nord-Andin vers le nord de long de décrochements dextres. Dans le sud de l'Equateur, l'état de contrainte extensif avec σ_3 suivant une direction NW-SE est à relier à la création d'un bord libre dans le Golfe de Guayaquil.

La géodynamique des Andes septentrionales est donc caractérisée par un contexte de collision avec extrusion vers le bord libre que constitue les Caraïbes d'un ou plusieurs blocs aux limites imprécises. Selon l'interprétation donnée aux "Ceintures Déformées Sud-Caraïbes et de Panama", simples chevauchements ou subduction, le Bloc Nord-Andin appartiendrait ou non à la plaque Caraïbe.

Remerciements

Ce travail a été réalisé dans le cadre de la convention établie entre l'IPGH, l'EPN, le CLIRSEN et l'ORSTOM et celui de l'accord particulier ORSTOM-IFEA. Nous remercions J. Ph. Avouac et R. Marocco pour leurs commentaires ainsi que F. Mégard et M. Sébrier pour leurs critiques constructives lors de la relecture de cet article.

Bibliographie

- ADAMECK, S., FRÖHLICH, C. & PENNINGTON, W.D.
1988 "Seismicity of the Caribbean-Nazca boundary: constraints on microplate tectonics of Panama region", *J. Geophys. Res.*, 93, B3: 2053-2075.
- AGGARWAL, Y. P.
1983 "Neotectonics of the Southern Caribbean: recent data, new ideas", *Acta Científica Venezolana*, XXXIII Conv. An., 34, (1).
- ANDRIEFF, P., BOUYSSÉ, Ph. & WESTERCAMP, D.
1979 "Reconnaissance géologique de l'arc insulaire des Petites Antilles. Résultats d'une campagne à la mer de prélèvements de roches entre Sainte Lucie et Anguilla (ARCANTE 1)", *Bull. BRGM*, (2^e sér.), Sect. IV, 3-4: 227-270.
- ARMJO, R.
1986 "Mécanismes des déformations quaternaires au Tibet: cinématique de la collision Inde-Asie". (Thèse Doct., 157 p., Inst. Phys. Glob. Paris et Univ. Paris VII).
- ARMJO, R., TAPPONNIER, P., MERCIER, J.L. & HAN, T.L.
1986 "Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonic implications", *J. Geophys. Res.*, in press.
- AVOUAC J. Ph. & WINTER Th.
1990 "Offsets of late quaternary morphology, rate of slip and large earthquakes (1797) on the Pallatanga Fault (Central Ecuador) en prép.
- BARAZANGI, M. & ISACKS, B.L.
1979 "Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes", *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 57, 537-555.
- BARBERI, F., COLTELLI, M., FERRARA, G., INNOCENTI, F., NAVARRO, J.M. & SANTACROCE, R.
1988 "Plio-Quaternary volcanism in Ecuador", *Geol. Mag.*, 125, (1): 1-14.
- BENITEZ, S.
1986 "Síntesis geológica del Graben Jambeli". IV Cong. Ecuat. de Geol., Min. y Petrol., Octubre 1986, Quito, T1: 137-160.

- BOUYASSE, Ph. & MARTIN, P.
1979 "Caractères morphostructuraux et évolution géodynamique de l'arc insulaire des Petites Antilles" (Campagne ARCANTE 1). *Bull. BRGM*, (2^e sér.), Sect. IV, 3-4: 185-210.
- BOWIN, C.
1976 "Caribbean gravity field and plate tectonics", *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 169, 79 p.
- BOYNTON, C.H., WESTBROOK, G.K., BOTT, M.H.P. & LONG, R.E.
1979 "A seismic refraction investigation of crustal structure beneath the Lesser Antilles island arc," *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 58: 371-393.
- BURKE, K., FOX, P.J. & SENGOR, A.M.C.
1978 "Buoyant ocean floor evolution of Caribbean", *J. Geophys. Res.*, 83: 3949-3954.
- BURKE, K. & MANN, P.
1982 "Did the Pliocene Panama-south America cause internal deformation of a previously rigid Caribbean plate?", *Geol. Soc. Amer.*, Abstract with Programs, 14, 7: 456.
- CAMPBELL, C.J.
1974 "Ecuadorian Andes". in: *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, Data for Orogenic Studies*, ed. A. M. Spencer, London, Geol. Soc.: 725-732.
- CENTRO REGIONAL DE SISMOLOGIA PARA AMERICA DEL SUR
1985 *Catálogo de terremotos para América del Sur*. vol. 6.
- CROSS, T.A. & PILGER, R.H.
1982 "Controls of subduction geometry, location of magmatic arc and tectonics of arc and back-arc regions", *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 545-562.
- DALMAYRAC, B. & MOLNAR, P.
1981 "Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress", *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55: 473-481.
- DEWEY, J.W.
1972 "Seismicity and tectonics of western Venezuela," *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 62: 1711-1751.
- DIRECCION GENERAL DE GEOLOGIA Y MINAS
1978 Hoja de Riobamba. 1/100,000.
- DUNCAN, R. & HARGRAVES, R.B.
1984 "Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame". in Bonini W.E., Hargraves R.B., Shagam R., eds., *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics*. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 162: 81-93.
- FEININGER, T. & BRITOW, C.R.
1980 "Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador", *Geol. Rdsch.*, Stuttgart, 69: 849-874.
- FEININGER, T. & SEGUIN, M.K.
1983 "Simple Bouguer gravity anomaly field and inferred crustal structure of continental Ecuador", *Geology*, 11: 40-44.
- FROIDEVAUX, Cl. & ISACKS, B.L.
1984 "The mechanical state of the lithosphere in the Altiplano-Puna segment of the Andes", *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71: 305-314.
- HANDSCHUMACHER, D.W.
1976 "Post-Eocene plate tectonics of the eastern Pacific". In Sutton, G.H. *et al.*, eds., *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its margin*: Washington, D.C., *Am. Geol. Un. Monograph* 19: 177-202.
- HANUS, V., VANEK, J. & SANDOVAL, G.
1987 "Zonas falladas sísmicamente activas y la distribución de las fuentes termales en el Ecuador", *Politécnica, Monografía de Geología* 5, XII, 2: 7-24.
- HERRON, E.M.
1972 "Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the south-eastern Pacific", *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 1671-1692.
- GALLARDO, C.
1985 "Esquisse sismotectonique de la région centro-occidentale du Vénézuéla et sa relation avec la géodynamique des Caraïbes". (Thèse 3^{ème} cycle, 276 p., Univ. Sc. Tech. Lang., Montpellier).
- GIRALDO, C.
1985 "Neotectónica y sismotectónica de la región de El Tocuyo-San Felipe (Venezuela centro-occidental)". VI. Cong. Geol. Venez.
- HEY, R.
1977 "Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center", *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88: 1404-1420.
- HEY, R., JOHNSON, G.L. & LOWRIE, A.
1977 "Recent tectonic evolution of the Galapagos area and plate motions in the East Pacific", *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88: 1385-1403.
- JARRARD, R.D.
1986a "Relations among subduction parameters", *Reviews of Geophysics*, 24: 217-284.
- 1986b "Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers", *Geology*, 14: 780-783.
- JORDAN, T.
1975 "The present-day motions of the Caribbean plate", *J. Geophys. Res.*, 80: 4433-4439.
- JUTEAU, T., MEGARD, F., RAHARISON, L. & WHITECHURCH, H.
1977 "Les assemblages ophiolitiques de l'occident équatorien", *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 18: 1127-1132.
- KAFKA, A.L. & WEIDNER, D.J.
1981 "Earthquake focal mechanisms and tectonic processes along the southern boundary of the Caribbean plate", *J. Geophys. Res.*, 86, B4: 2877-2888.
- KELLOGG, J.N.
1984 "Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perida, Venezuela-Colombia and adjacent basins". in Bonini W.E. *et al.*, eds., *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics*. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 162: 239-261.
- KELLOGG, J.N. & BONINI, W.E.
1982 "Subduction of the Caribbean plate and basement uplift in the overriding south American plate", *Tectonics*, 1: 252-276.
- KELLOGG, J.N., OGILVIOFOR, I.J. & KANSAR, D.R.
1985 "Cenozoic tectonics of the Panama and North Andes blocks". in *Mem. VI Lat. Am. Congr. on Geol.*, Bogotá, Colombia, edit. by J.V. Wagner, vol. 1: 40-59.
- LADD, J.W., TRUCHAN, M., TALWANI, M., STOFFA, P.L., BUHL, P., HOUTZ, R., MAUFFRET, A. & WESTBROOK, G.
1984 "Seismic reflection profiles across the southern margin of the Caribbean". in Bonini W.E. *et al.*, eds., *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics*. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 162: 153-159.
- LAUVENU, A.
1986 "Etude néotectonique de l'Altiplano et de la Cordillère orientale des Andes boliviennes" (Thèse Doct. Sci., 434 p., Univ. Paris-Sud, Orsay).
- LAUVENU A., NOBLET Ch. & WINTER Th.
1989 Evolution néogène du champ de contrainte des bassins sur décrochements du sud de l'Equateur (en prép).
- LAUVENU, A. & WINTER, Th.
1989 Tectonique récente en compression dans le bassin intramontagneux de Latacunga-Ambato (Centre Equateur) en prép.
- LEBRAT, M.
1985 *Caractérisation géochimique du volcanisme anté-orogénique de l'Occident équatorien: implications géodynamiques*. Doc. et Trav. CGGM, 6, 118 p., Montpellier, France.
- LEBRAT, M., MEGARD, F. & DUPUY, Cl.
1985a "Pre-orogenic volcanic assemblages and position of the suture between oceanic terranes and the south american continent in Ecuador", *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, H 9-10: 1207-1214.
- LEBRAT, M., MEGARD, F., JUTEAU, T. & CALLE, J.
1985b "Pre-orogenic volcanic assemblages and structure in the western Cordillera of Ecuador between 1°40'S and 2°20'S", *Geol. Rdsch.*, 74, (2): 685-713.
- LONSDALE, P.
1978 "Ecuadorian subduction system", *AAPG Bull.*, 62, 12: 2454-2477.
- LONSDALE, P. & KLITGORD, K.D.
1978 "Structure and tectonic history of the eastern Panama basin", *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89: 981-999.
- MALFAIT, B.T. & DINKELMAN, M.G.
1972 "Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate", *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83: 261-272.
- MANN, P. & BURKE, K.
1984 "Neotectonics of the Caribbean", *Rev. Geophys. Space Phys.*, 22: 309-362.
- MEGARD, F. & LEBRAT, M.
1986 "Geoquímica de los conjuntos pre-orogénicos cretáceos y/o eoterciarios del Ecuador". Coloquio "Ecuador 86", *Cultura. Rev. Banc. Centr. Ecuador*, 1: 171-182.
- MEGARD, F. & PHILIP, H.
1976 "Plio-Quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the Central Andes", *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 33: 231-238.
- MEGARD, F., ROPERCH, P., LEBRAT, M., LAJ, C., MOURIER, Th. & NOBLET, Ch.
1987 "L'Occident équatorien: un terrain océanique pacifique accolé au continent sud-américain", *Bull. Inst. Fr. Et. And.*, XVI, 1-2: 39-54.
- MEGHRAOUI, M.
1982 "Etude néotectonique de la région Nord-Est d'El Asnam: Relation avec le séisme du 10.10.80" (Thèse 3^{ème} Cycl., 200 p., Univ. Paris-Sud, Orsay).
- MINSTER, J. & JORDAN, T.
1978 "Present day plate motions", *J. Geophys. Res.* 83: 5331-5354.

- MOBERLY, R., SHEPHERD, G.L. & COULBOURN, W.T.
1982 "Forearc and other basins, continental margin of northern and southern Peru and adjacent Ecuador and Chile". in: Leggett, J. K. ed., *Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins*. Geol. Soc. London Spec. Pub., 10, 576 p.
- MOLNAR, P. & SYKES, L.R.
1969 "Tectonics of the Caribbean and middle America regions from focal mechanisms and seismicity", *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80, 9: 1639-1684.
- MOLNAR, P. & TAPPONNIER, P.
1975 "Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision", *Science*, 189: 419-426.
- 1978 "Active tectonics of Tibet". *J. Geophys. Res.*, 83: 5361-5375.
- MORGAN, W.J.
1968 "Rises, trenches, great faults, and crustal blocks". *J. Geophys. Res.*, 73: 1959-1982.
- NASH, D.H.
1984 "Morphologic dating of fluvial terrace scarps and fault scarps near West Yellowstone, Montana", *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95: 1413-1424.
- NI, J. & BARAZANGI, M.
1978 "Late cenozoic tectonics of the Tibetan plateau", *J. Geophys. Res.*, 83: 5377-5387.
- NOBLET, Ch., LAVENU, A. & SCHNEIDER, F.
1988 "Etude géodynamique d'un bassin intramontagneux tertiaire sur décrochements dans les Andes du sud de l'Equateur: l'exemple du bassin de Cuenca", *Géodynamique*, 3, (1-2): 117-138.
- PELTZER, G., TAPPONNIER, P. & CORBOLD, P.
1982 "Les grands décrochements de l'Est asiatique, évolution dans le temps et comparaison avec un modèle expérimental", *C.R. Acad. Sci., Paris*, 294: 1341-1348.
- PENNINGTON, W.D.
1981 "Subduction of the eastern Panama basin and seismotectonics of northwestern south America", *J. Geophys. Res.*, 86, B 11: 10753-10770.
- PHILIP, H. & MEGARD, P.
1977 "Structural analysis of the superficial deformation of the 1969 Pariahuanca earthquakes (Central Peru)", *Tectonophysics*, 38: 259-278.
- PHILIP, H. & MEGHRAOUI, M.
1983 "Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquakes of October 10, 1980", *Tectonics*, 2: 17-49.
- PILGER, R.H.
1983 "Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstruction". in: *Geodynamics of the eastern Pacific region, the Caribbean and the Scotia Arc*, ed. Cabré, Am. Geophys. Un., *Geodyn. Ser.*, 9: 113-125.
- PILGER, J.R.
1984 "Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: south american Andes", *J. Geol. Soc. London*, 141: 793-802.
- PINDELL, J. & DEWEY, J.F.
1982 "Permo-triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region", *Tectonics*, 1, 2: 179-211.
- REA, D.K. & MALFAIT, B.T.
1974 "Geological evolution of the Northern Nazca plate", *Geology*, 1: 317-320.
- ROBALINO, F.
1977 "Espesor de la corteza en Quito mediante el análisis del espectro de las ondas longitudinales de periodo largo". Quito, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, IX Asamblea General, Sección Nacional del Ecuador.
- SCHUBERT, C.
1981 "Are the Venezuelan fault systems part of the southern Caribbean plate boundary?". *Geol. Rundsch.*, 70: 542-551.
- 1984 "Basin formation along Bocono-Moron-El Pilar fault system, Venezuela", *J. Geophys. Res.*, 89, B7: 5711-5718.
- SCHUBERT, C. & SIFONTES, R.S.
1970 "Bocono fault, Venezuelan Andes: Evidence of post-glacial movement", *Science*, 170, 3953: 66-69.
- SEBRIER, M., MERCIER, J.L., MACHARE, J., BONNOT, D., CABRERA, J. & BLANC, J.L.
1988 "The state of stress in an overriding plate situated above a flat slab: the Andes of Central Peru", *Tectonics*, VII, 4: 895-928.
- SEBRIER, M., MERCIER, J.L., MEGARD, F., LAUBACHER, G. & CAREY GAILHARDIS, E.
1985 "Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the Central Peru", *Tectonics*, IV, 7: 739-780.
- SILVER, E.A., REED, D., TAGUDIN, J., HEIL, D., McCAFFREY, R., HUSSONG, D., SHIPLEY, T., MOORE, R. & KELLOGG, D.
1985 "Kinematics of an end-on collision, interpreted from SeaMARC II swath mapping and migrated reflexion data on the north margin of Panama (abstract)", *E.O.S. Trans. AGU*, 66: 1087-1088.
- SOULAS, J.P.
1975 "La chaîne andine du Pérou Central: chronologie, orientation et style des phases tectoniques du Tertiaire supérieur. Aperçus sur la tectonique quaternaire", *Bull. Inst. Fr. Et. And.*, IV, 1-2: 127-158.
- SOULAS, J.P. & AGGARWAL, Y.P.
1982 "Recent tectonics of southern Venezuelan Andes: Geological and seismological data. (Abstract)", *E.O.S.*, 63, 45: 1125-1126.
- SOULAS, J.P., SINGER, A., DAZA, J. & MALAVE, A.
1982 "Características neotectónicas del sistema de fallas de Urica. Venezuela". XXXII Conv. Anu. ASOVAC, Act. Cien. Venez., 33, 1: 215.
- STAUDER, W.
1975 "Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity", *J. Geophys. Res.*, 80, 8: 1053-1064.
- SUAREZ, G., MOLNAR, P. & BURCHFIELD, B.C.
1983 "Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and southern Colombia", *J. Geophys. Res.*, 83, B12: 10403-10428.
- TALWANI, M., WINDISCH, C.C., STOFFA, P.W., BUHL, P. & HOUTZ, R.E.
1977 "Multichannel seismic study in the Venezuelan basin and the Curaçao ridge". in: Talwani M. et al. *Pitman W.C. III, eds, Island arcs, deep sea trenches and backarc basins*. Amer. Geophys. Union, Maurice Ewing Series 1: 83-98.
- TAPPONNIER, P.
1977 "Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide plastique". *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XIX, 3: 437-460.
- TAPPONNIER, P., MERCIER, J.L., ARMIJO, R., HAN, T.L. & ZHOU, J.
1981 "Field evidence for active normal faulting in Tibet", *Nature*, 294: 410-414.
- TAPPONNIER, P. & MOLNAR, P.
1976 "Slip-line field theory and large scale continental tectonics", *Nature*, 264, 5584: 319-324.
- 1977 "Active faulting and tectonics in China", *J. Geophys. Res.*, 82: 2905-2930.
- 1979 "Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baikal regions", *J. Geophys. Res.*, 84: 3425-3459.
- TAPPONNIER, P., PELTZER, G. & ARMIJO, R.
1986 "On the mechanics of the collision between India and Asia". in: *Collision Tectonics*, Ramsay J.G., Coward M.P. et al. eds, Geological Society, London.
- TAPPONNIER, P., PELTZER, G., LE DAIN, A. Y., ARMIJO, R. & COBBOLD, P.
1982 "Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine", *Geology*, 10: 611-616.
- WALLACE, R.E.
1977 "Profiles and ages of a young fault scarp (North-central Nevada)", *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 88: 1267-1281.
- WESTBROOK, G.K.
1975 "The structure of the crust and upper mantle in the region of Barbados and the Lesser Antilles", *Roy. Astr. Soc. Geophys. J.*, 45: 201-242.
- WINTER, Th. & AVOUAC, J. Ph.
1989 "Paleoseismicity and kinematics of the Giron Faults System (Southern Ecuador) en prép."
- WINTER, Th., IGLESIAS, R., AVOUAC, J. Ph. & LAVENU, A.
1989 "Active normal faulting in southern part of Ecuador: a preliminary geodynamic interpretation (en prép.)"
- WINTER, Th. & LAVENU, A.
1988 "Evidencias morfológicas y microtectónicas de una falla de rumbo activa en la parte central del Ecuador". Quinto Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas, Petróleos y Ciencias Afines. Loja, noviembre de 1988.
- WINTER, Th. & LAVENU, A.
1989 "Morphological and microtectonic evidence for a major active right lateral strike-slip fault across central Ecuador (South America). Soumis à Annales Tectonicae."
- WORTEL, B.
1986b "Seismicity and tectonics of southern Central America and adjacent regions with special attention to the surroundings of Panama", *Tectonophysics*, 128: 21-46.
- WORTEL, R. & CLOETINGH, S.
1981 "On the origin of the Cocos-Nazca spreading center", *Geology*, 9: 425-430.